



TITLE:

成層圏突然昇温は熱帯の対流を促進するか?

AUTHOR(S):

吉田, 康平

---

CITATION:

吉田, 康平. 成層圏突然昇温は熱帯の対流を促進するか?. 令和元年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2020: 88-93: 共同研究（一般研究集会）2019K-06.

ISSUE DATE:

2020-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/251451>

RIGHT:

## 1. はじめに

成層圏大気が対流圏に与える影響については、長期予測観点の重要性から古くから研究が行われているテーマである。Baldwin & Dunkerton (2001) など、成層圏極渦変動を通じた中高緯度成層圏対流圏結合は広く認知されている。その一方で熱帯における成層圏対流圏結合についても研究が進められ、特に成層圏準二年周期振動(QBO)が熱帯大規模循環に影響を与えるとする研究は Yoo & Son (2016) を皮切りに近年の発展が特に著しいトピックである。QBO 東風時にマッデンジュリアン振動(MJO)の振幅や持続性の強化、予測スキルの向上が示されている(例えば Marshal et al., 2017; Lim et al., 2019)。成層圏突然昇温(SSW)はその全球規模の循環構造から熱帯では上昇流偏差をもたらす。Kodera (2006) は NCEP/DOE 再解析 (Kanamitsu et al., 2002) と NOAA OLR を用いて SSW に伴う熱帯成層圏での上昇流と気温低下、赤道付近南半球側での対流活発化を示した。加えて Eguchi et al. (2015) は対流パラメタリゼーションを用いない高解像度全球大気モデル NICAM を用いて、SSW 発生後の熱帯の上昇流偏差と低温化、赤道付近南半球側の雲量が増加するなど Kodera (2006) をサポートする結果を得た。

ただし長周期変動である QBO に比べ SSW は比較的時間スケールの短い現象であるため、その影響は対流圏の独立な内部変動との切り分けが難しく、発生頻度も大規模な SSW では 2~3 年に一回程度とサンプル数が少ないため統計的な信頼性の高い解析が困難であ

った。そこで本研究では高解像度全球大気モデルによる大規模アンサンブルデータセット d4PDF を用いて、これまでサンプル数不足で難しかった SSW が熱帯対流圏に与える影響について詳細な調査を行うことを目的とする。

## 2. 実験設定と使用データ

d4PDF (database for Policy Decision making for Future climate change, Mizuta et al., 2017) は気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2H (水平 60km 格子 64 層, Murakami et al., 2012) を用いている。解析に使用したのは現在気候実験(1951-2010 年)で海面水温データに COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) をベースに時空間的に摂動を加えた 100 メンバーアンサンブルを行っている。解析に用いるデータは気候値偏差から 41 日平均を引いた 5 日平均を使用した。モデルの水平解像度は約 60km であるため、強度は弱いものの熱帯低気圧を再現できる (Yoshida et al., 2017)。モデル出力からの熱帯低気圧の抽出は Murakami et al (2012) の手法を用いた。

SSW に関連するイベントの抽出には [1] 12~3 月、20°S-20°N 平均の 50 hPa 残差鉛直流が 0.1 mm/s 以上かつ前後 20 日で最大(この日を lag 0 day とする。)、[2] [1] の日時から 10 日の間で 50-70°N 平均した 7 日平均帯状平均東西風が 10-1 hPa のどこかで 8 日間で -16.0 m/s (-2.0 m/s/day 相当) の減速 (Kodera, 2006 の SSW 基準を用いた)、[3] [1] の前後 5 日で熱帯 1-30 hPa の全層で 0.1 mm/s 以上の強い上昇流がある、の 3 つの基準で判定されたものをコンポジット解析する。[1] を満たすイ

イベント数は 6000 年で 9590 回、そのうち[2][3]を満たすのは 6117 回でほぼ 1 年に 1 回程度となった。極域成層圏の西風減速の最大をコンポジットの基準日に用いないのは、イベントによって極域の西風減速と熱帯の上昇流のピークが一致しないことがあるためである。

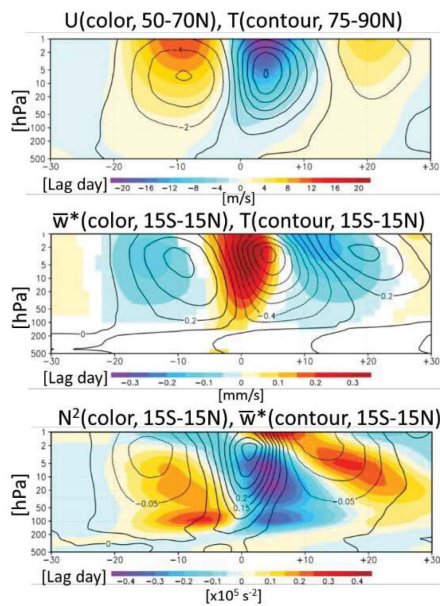


図 1 コンポジット平均した(上)北半球高緯度の帯状平均東西風偏差(50-70°N)と気温偏差(75-90°N)、(中)熱帯(15°S-15°N)の残差平均鉛直流偏差と気温偏差(下)平均安定度偏差の時系列。

### 3. 結果

SSW 前後の極域における東西風と気温、熱帯域での残差鉛直流と気温を図 1 に示す。SSW に伴い、day 0 前後で極域成層圏で西風減速と気温上昇、熱帯域で上昇流と気温低下がみられる。イベント抽出の定義からも 50 hPa の上昇流がピークを迎えるのは day 0 である。成層圏気温低下のピークはそれより後で day +4 前後となる。同時期に成層圏と対流圏上部

は負の安定度偏差が現れる。対流圏側の上昇流のピークは成層圏よりわずかに先行し、day -3 前後となる。

図 2 に SSW 前後の残差子午面循環と EP flux、EP flux 発散を示す。SSW に関連し、day -6 から高緯度で上向き EP flux 偏差が強まり、成層圏で収束が強まりだす。残差子午面循環ははじめ高緯度下部成層圏と対流圏で卓越する狭いものだが、day -4、-2 と成層圏での EP flux 収束が強まるとともに全球成層圏に広がる。day 0 で成層圏の EP flux 収束と残差子午面循環はピークを迎え、その後衰退していく。上部対流圏と下部成層圏での EP flux 収束は day -4、-2 前後で卓越すること、day -6、-4 で対流圏の 20N 付近に収束が現れることが対流圏の上昇を先行させ、かつ 500 hPa の上昇流を強め対流圏上部の上昇流を相対的に弱める原因と考えられる。

### 4. 対流活動への影響

では SSW に伴い成層圏を中心に平均的な上昇流が強まり気温が低下することがわかったが、熱帯の対流活動はどのように変化しているか。図 3 に熱帯を平均した外向き長波放射と降水の時系列を示す。いずれも day -2 付近にピークを迎えており、対流活動がロバストに活発化していることがわかる。図 4 に熱帯低気圧の活動度に関連する指標を示す。熱帯低気圧発生数は day -1 がピークとなる。存在頻度のピークは遅れ day +3 となる。各熱帯低気圧の運動エネルギーの合計である積算エネルギー(ACE)は day +4 がピークとなる。わずかな差ではあるが、存在頻度のピーク以降に ACE のピークが現れるということは day +4 では熱帯低気圧の風速も強まっていることがわかる。どの領域で熱帯低気圧が増加するのかについて

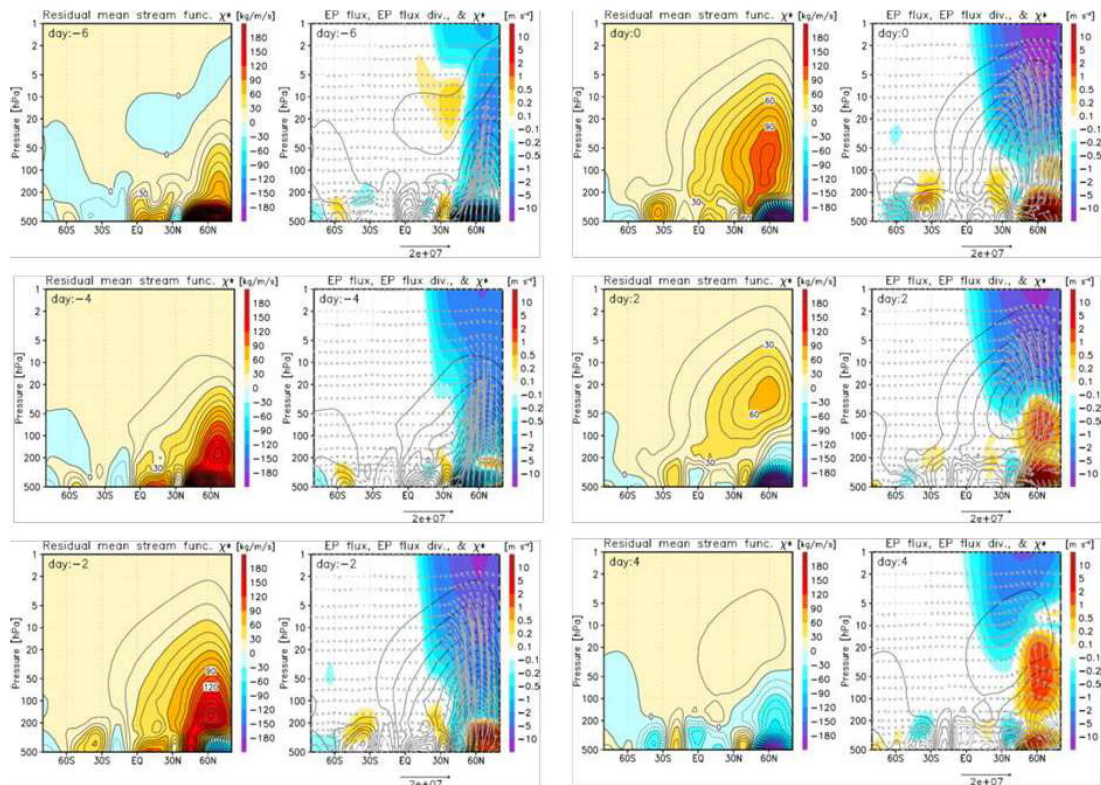


図 2 (左)残差平均子午面質量流線関数と(右)EP flux(ベクトル)、EP flux 発散(色)、残差平均子午面質量流線関数(等値線)の時間発展。左上の day -6 から右下の day +4 まで 2 日間隔。EP flux と EP flux 発散偏差は 99%水準で統計的に有意な領域のみを示す。

て、図 5 にて熱帯低気圧存在頻度の空間分布を示す。day -3 から day +3 と熱帯低気圧が増加するにつれて南北両半球の熱帯西部太平洋で存在頻度が増加しているのがわかる。これらの領域はもともと熱帯低気圧の存在頻度が高い領域であり、環境場の変化に対する感度が高い領域であることが考えられる。

ここから SSW 時の熱帯上昇に伴い熱帯低気圧を含んだ対流活動度がロバストに高まっていることが明らかになった。ただしこのロバストさは非常に大きいサンプル数に支えられており、対流圏の S/N 比は低く特に熱帯低気圧では 0.1 程度しかない。これだけを見ると熱帯低気圧への影響などは予報等にほぼ影響することのない非常に小さなものに見える。図 6 に

ACE のピーク時であった day +4 時における ACE のヒストグラムとブートストラップ法で作成した箱ひげ図を示す。全ての冬(12-3 月)のヒストグラムに比べて、SSW 時のヒストグラムは

平均値の差こそ小さいものの、顕著な ACE の値に対しては明瞭に異なり負の ACE 偏差では頻度が小さく正の ACE 偏差では大きな頻度を示す。特に  $3000 \text{ m}^2/\text{s}^2$  を超える範囲では全ての冬より 30%以上相対確率が高い。ブートストラップ法で推定したエラーバーからも多くの範囲でロバストな差を持っていることがわかり、平均的な ACE の差は小さいものの顕著なイベントでは SSW 時とそれ以外で熱帯低気圧の活動度に大きな違いが現れることが明らかになった。



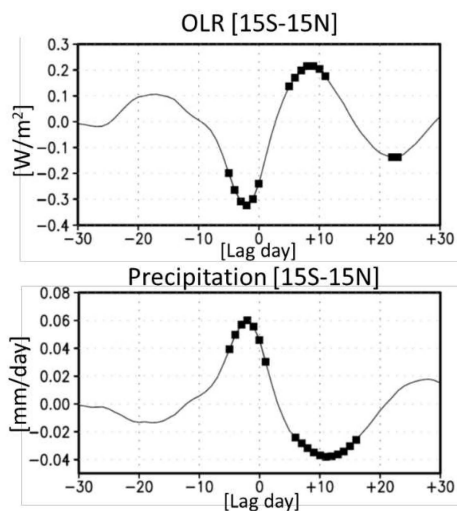


図3 熱帯平均(15°S-15°N)した(上)外向き長波放射(OLR)偏差、(下)降水偏差の時系列。99%水準で統計的有意な領域に四角マークを付す。

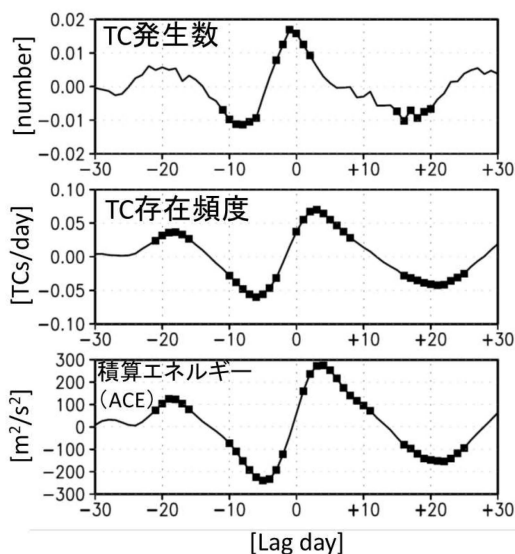


図4 (上)熱帯低気圧発生数偏差(中)熱帯低気圧存在頻度偏差(下)熱帯低気圧の積算運動エネルギー偏差(ACE)の時系列。99%水準で統計的に有意な領域のみ四角マークを付す。

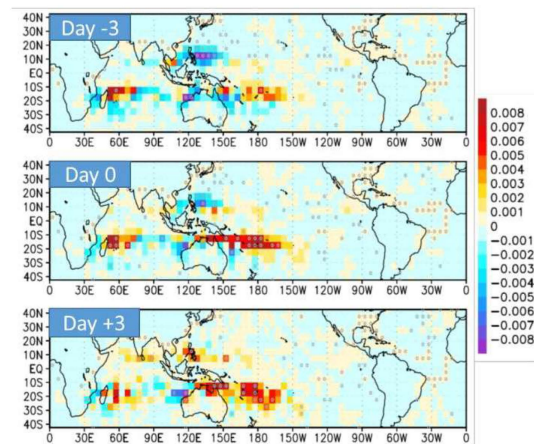


図5 熱帯低気圧の存在頻度偏差の空間分布。99%水準で統計的に有意な領域にマークを付す

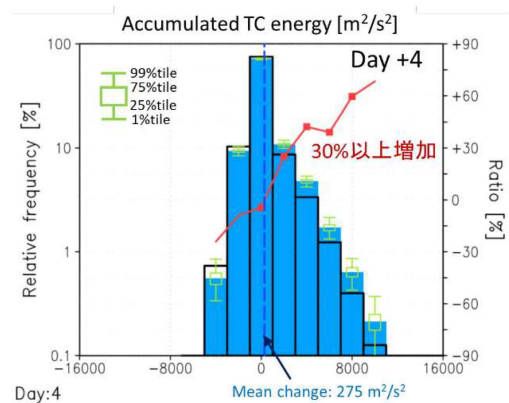


図6 ACEの相対頻度分布。白抜き黒のバーが全期間12-3月の頻度分布で、青いバーがSSWイベントday +4における頻度分布。緑のエラーバーはSSWイベントday +4についてブートストラップ法で各アンサンブルメンバーを100個無作為抽出した1000セットで作成。

## 5. 議論

これらの対流活動を活発化させたメカニズムについて考察する。ひとつはSSWに伴う中高緯度成層圏を中心としたEP flux収束偏差で、図2からも、この強制が作る子午面循環は熱

帯対流圏に無視できない影響を与えているのは明らかである。もう一点は対流圏上部を20°N 付近の上部対流圏で見られた EP flux 収束偏差で、これら2つの波強制が合わさって熱帯対流圏の上昇流ピークを構成していると考えられる。対流圏の波強制については、SSW と波源を共にする大気変動(例えば Yoshida & Yamazaki, 2011)であることも考えられる。

熱帯圏界面付近の低温化の影響については、これまで多くの研究が熱帯対流圏界面領域の安定度の低下が対流活動を活発化させる可能性を指摘している。本研究の結果は、低温下のピーク(day +4)と降水や OLR のピーク(day -2)には時間差がある。熱帯低気圧活動のピークとは時間差がほとんどないので、影響している可能性はある。また弱い対流も含む熱帯平均の OLR や降水に比べると、熱帯低気圧のように背の高い対流構造の方が圏界面付近の安定度の弱化に影響を受けやすいことも考えられる。しかし、環境場から推定される熱帯低気圧の発達可能強度の指標に Potential Intensity があり、この中では熱帯低気圧のアウター領域の気温として対流圏界面付近の気温も熱帯低気圧の発達可能強度を高める要素となるが、先行研究の圏界面付近の気温低下は1度のオーダーであるのに比べ、本研究における100 hPa の気温の低下は0.2程度で小さい。例えば Wang et al. (2014) の理想化したメソスケールシミュレーション結果に基づく1度低下あたり0.4 m/s の最大接線風速強化が起こる。一方で Ramsay et al. (2013)では1度低下あたり1 m/s の風速強化が見られ、風速強化の幅は0.1~0.2 m/s 程度のばらつきがあるものの大きさは小さい。もちろん0.2度は平均値でありそれ以上の気温低下が起きるイベントもある点には注意が必要で

ある。また Fovell et al. (2016) などで指摘されている巻雲の放射効果が熱帯低気圧強度に与える影響を加味すると異なる関係が見られる可能性もあるが、本研究の範囲を超えており、今後の課題とする。

#### 参考文献

1. Baldwin, M. P. & Dunkerton, T. J., 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* 294, 581–584.
2. Eguchi, N., Kodera, K., & Nasuno, T., 2015: A global non-hydrostatic model study of a downward coupling through the tropical tropopause layer during a stratospheric sudden warming, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 297–304, <https://doi.org/10.5194/acp-15-297-2015>.
3. Fovell, R.G., Y.P. Bu, K.L. Corbosiero, W. Tung, Y. Cao, H. Kuo, L. Hsu, and H. Su, 2016: Influence of Cloud Microphysics and Radiation on Tropical Cyclone Structure and Motion. *Meteorological Monographs*, 56, 11.1–11.27, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-15-0006.1>
4. Hirahara, S., M. Ishii, & Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty, *J. Clim.*, 27(1), 57–75, [doi:10.1175/JCLI-D-12-00837.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1).
5. Kanamitsu, M., et al., 2002: The NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1631–1643.

6. Kodera, K., 2006: Influence of stratospheric sudden warming on the equatorial troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06804, doi:10.1029/2005GL024510.
7. Lim, Y., Son, S., Marshall, A.G. et al., 2019: Influence of the QBO on MJO prediction skill in the subseasonal-to-seasonal prediction models. *Clim Dyn* 53, 1681–1695, doi:10.1007/s00382-019-04719-y.
8. Marshall, A.G., Hendon, H.H., Son, SW. et al., 2017: Impact of the quasi-biennial oscillation on predictability of the Madden–Julian oscillation, *Clim Dyn*, 49: 1365. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3392-0>.
9. Mizuta, R. et al., 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi: 10.1175/BAMS-D-16-0099.1.
10. Murakami, H., R. Mizuta, & E. Shindo, 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM, *Clim. Dyn.*, 39(9–10), 2569–2584, doi:10.1007/s00382-011-1223-x.
11. Ramsay, H.A., 2013: The Effects of Imposed Stratospheric Cooling on the Maximum Intensity of Tropical Cyclones in Axisymmetric Radiative–Convective Equilibrium. *J. Climate*, 26, 9977–9985, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00195.1>
12. Yoo C & Son S-W, 2016: Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian Oscillation by the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophys Res Lett*, 43:1392–1398. <https://doi.org/10.1002/2016GL067762>
13. Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, & M. Ishii, 2017: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large ensemble simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 9910-9917, doi:10.1002/2017GL075058.
14. Yoshida, K. and Yamazaki, K, 2011.: Tropical cooling in the case of stratospheric sudden warming in January 2009: focus on the tropical tropopause layer, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6325–6336, <https://doi.org/10.5194/acp-11-6325-2011>.
15. Wang, S., S.J. Camargo, A.H. Sobel, & L.M. Polvani, 2014: Impact of the Tropopause Temperature on the Intensity of Tropical Cyclones: An Idealized Study Using a Mesoscale Model. *J. Atmos. Sci.*, 71, 4333–4348, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0029.1>